

3.3 Marine Ökosysteme im Zeitalter des globalen Wandels

ARNE KÖRTZINGER

Marine ecosystems in the age of global change: Marine organisms shaped the face of the Earth to a major extent and continue to do so until today. Major elemental cycles on our planet are mediated by life in both terrestrial and marine ecosystems. Marine ecosystems are major players in the global carbon cycle which, via the greenhouse gas carbon dioxide, is a major climatic driver. However, many if not most of the physical, chemical and biological variables of marine environments are subject to changes driven by global change. Marine ecosystems are adapted to the specific conditions of their environment which by virtue of its carbonate buffering system shows, for example, very little variation in the pH value (i.e. hydrogen ion content or acidity). Nevertheless, the uptake of anthropogenic CO_2 by the ocean will be manifested in a significant drop in the pH value that can be as large as 0.5 pH units by the end of the 21st century. As a master variable of the marine chemical environment, this pH decrease will undoubtedly impact on biogeochemical processes, organisms, and ecosystems. The precipitation of biogenic carbonate minerals – a widely observed phenomenon in marine organisms – is strongly pH dependent. The expected (and already observed) drop in pH will make surface ocean conditions less favourable for marine calcifiers. The polar surface oceans will be the first ocean regions to become undersaturated with respects to carbonate minerals, a fact that is bound to have major consequences for calcifying organisms such as deep water corals in the north and pteropods in the south. However, our current knowledge of the combined effects of global change on marine ecosystems and their potential feedback on the Earth's climate is very limited and we need to make this a major research focus in the 21st century.

Der globale Kohlenstoffkreislauf (Abb. 3.3-1) gleicht einer gigantischen Fabrik, in der Kohlenstoff durch eine Vielzahl von biologischen, chemischen und physikalischen Prozessen umgewandelt und in rauen Mengen zwischen den verschiedenen Reservoiren ausgetauscht wird. Organismen spielen sowohl in der Genese (HOLLAND 1984) als auch der Aufrechterhaltung der großen Stoffkreisläufe auf unserem Planeten (SCHLESINGER 1997) eine entscheidende Rolle. Das trifft auch auf den heutigen sowie den im Verlauf des Anthropozäns, also des vom Menschen selbst geprägten Erdzeitalters, an dessen Beginn wir uns gegenwärtig befinden, zu erwartenden Zustand des globalen Kohlenstoffkreislaufs zu. Eine wichtige Ei-

genschaft unserer Atmosphäre, ihr Treibhauscharakter, ist eine wesentliche Voraussetzung für das Leben auf unserem Planeten und wird zugleich in maßgeblicher Weise von diesem beeinflusst. Kohlendioxid (CO_2) ist, nach dem Wasserdampf, das zweitwichtigste Treibhausgas und zugleich zentrale Komponente biogeochemischer Kreisläufe, in die es über die Photosynthese Eingang findet und die es als Abfallprodukt der Atmung wieder verlässt. Es ist daher von großem Interesse, die Reaktion der Biosphäre auf den globalen Wandel des Anthropozäns zu verstehen und zugleich ihre mögliche Rückwirkung auf das Klima und damit ihre klimaformende Kraft zu untersuchen.

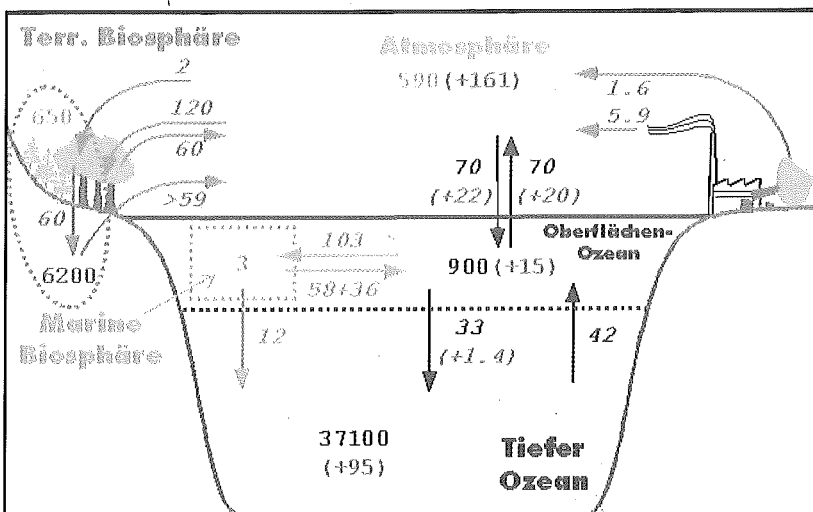


Abb. 3.3-1: Schematische Darstellung des globalen Kohlenstoffkreislaufs mit den Kohlenstoffreservoiren (in Gt C, 1 Gt = 10⁹ t, Steilschrift) und ihren Austauschflüssen (in Gt C/Jahr, Kursivschrift) sowie den jeweiligen Änderungen, die sich in Folge der anthropogenen Störung des Kohlenstoffkreislaufs ergeben haben (Zahlen in Klammern) (nach: IPCC 2001; FIELD & RAUPACH 2004).

Marine Ökosysteme und der globale Kohlenstoffkreislauf

Die marine Biosphäre stellt mit 3 Gt C (1 Gt C = 1 Milliarde $[10^9]$ Tonnen Kohlenstoff) ein Kohlenstoffreservoir dar, dass im Vergleich zur terrestrischen Biosphäre, die eine Pflanzenbiomasse von ca. 650 Gt C überwiegend in Form von Bäumen besitzt, nahezu verschwindend klein erscheint. Dennoch ist sie eine wichtige Komponente des globalen Kohlenstoffkreislaufs (Abb. 3.3-2). So mag es überraschen, dass marine Primärproduzenten (Phytoplankton) mit jährlich ca. 108 Gt C brutto nahezu genauso viel Kohlenstoff photosynthetisch fixieren wie die gut 200 mal größere Landbiomasse (120 Gt C/Jahr). Diese bezogen auf die Biomasse sehr viel höhere Photosyntheseleistung des marinen Phytoplanktons erklärt sich aus der Tatsache, dass einzellige Algen im Meer im Vergleich zu Bäumen gewissermaßen biochemische Hochgeschwindigkeitsreaktoren mit hohen Wachstumsraten sind. Sie müssen daher trotz ihrer so viel kleineren Masse hinsichtlich der Stoffumsätze den Vergleich mit der terrestrischen Biosphäre durchaus nicht scheuen. So steht die marine Nettoprimärproduktion mit ca. 50 Gt C/Jahr der der Landpflanzen (60 Gt C/Jahr) nur wenig nach. Schließlich ist auch das Schicksal dieser jährlich 45–60 Gt organisch fixierten Kohlenstoffs in beiden Biosphären ein sehr ähnliches: Heterotrophe – dies sind neben den Mikroorganismen vor allem terrestrische Pflanzenfresser und marines Zooplankton – veratmen diese Biomasse fast komplett, und nur ein Bruchteil wird dem System über refraktäre Humusanteile ($< 0,1$ Gt C/Jahr) bzw. marine Sedimente (0,01 Gt C/Jahr) auf längeren Zeitskalen von Jahrtausenden bis Jahrmillionen entzogen.

Mögliche Auswirkungen des globalen Wandels

Marine Organismen konnten sich über sehr lange Zeiträume an die besonderen Gegebenheiten ihres Lebensraumes, des Meeres, anpassen. So haben sich in den verschiedenen biogeographischen Provinzen des Weltozeans (LONGHURST 1998) typische Lebensgemeinschaften mit wiederkehrenden und doch variablen Mustern etwa der Saisonalität, Artendominanz und -sukzession etc. entwickelt, die in komplizierter und vielfach kaum verstandener Weise durch die physikalischen, chemischen und biologischen Rahmenbedingungen und ihre raumzeitliche Variabilität bedingt werden. Es steht daher praktisch außer Zweifel, dass die Vielzahl der im Zuge des globalen Wandels sich ergebenden Änderungen dieser Rahmenbedingungen zu erheblichen, vielleicht dramatischen Verschiebungen in marinen Ökosystemen führen wird, die auf das Klima rückwirken können. Das komplizierte Wechselspiel der steuernden Rahmenbedingungen, die möglichen synergistischen und antagonistischen Wechselwirkungen zwischen ihnen, die Vieldimensionalität und biologische Vielfalt mariner Lebensgemeinschaften und nicht zuletzt die methodischen Grenzen experimenteller Untersuchungsmethoden machen eine Vorhersage der zu erwartenden Änderungen in marinen Ökosystemen bisher praktisch unmöglich. So sind wichtige Hypothesen potenzieller Rückkopplungsmechanismen bisher weitgehend isoliert und unter den artifiziellen Bedingungen kleinskaliger Kulturexperimente durchgeführt worden. Es wird daher eine der wichtigsten Aufgaben der Meeresforschung im 21. Jahrhundert sein, unter Zuhilfenahme innovativer experimenteller Methoden und modernster Modellsimulationen realistische und belastbare Vorhersagen zu entwickeln.

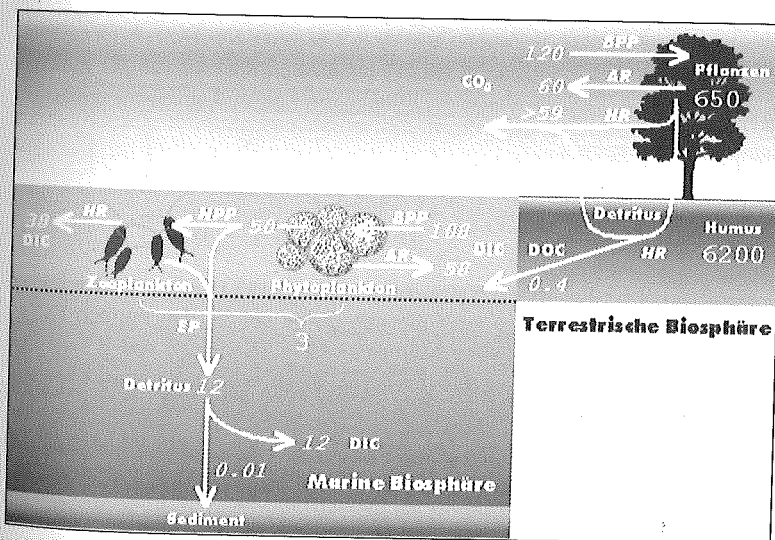


Abb. 3.3-2: Schematische Darstellung biologischer Kohlenstoffreservoirs (in Gt C, große Zahlen in Steilschrift) und ihrer Austauschflüsse (in Gt C/Jahr, kleine Zahlen in Kursivschrift) an Land und im Ozean. Abkürzungen: DIC = gelöster anorganischer Kohlenstoff, DOC = gelöster organischer Kohlenstoff, BPP = Brutto-Primärproduktion, NPP = Netto-Primärproduktion, AR = Autotrophe Respiration, HR = Heterotrophe Respiration, EP = Exportproduktion (aus: KÖRTZINGER 2006).

Die durch den globalen Wandel im marinen System hervorgerufenen Änderungen sind mannigfaltig und erfassen das ganze Spektrum physikalischer (Temperatur, Salzgehalt, vertikale Schichtung, windgetriebene Durchmischung und Zirkulation, Lichtverfügbarkeit etc.), chemischer (marines CO_2 -System, pH-Wert, Makro- und Mikronährstoffe) und biologischer Faktoren (Nahrungsnetz, Top-Prädatoren, invasive nichtheimische Arten etc.). Die Mehrzahl dieser Veränderungen macht auch vor den Polargebieten nicht Halt bzw. erfährt in diesen sogar eine besondere Verstärkung. So zeigen aktuelle Klimaprognosen in den kommenden Jahrzehnten eine besonders starke Erwärmung in hohen nördlichen Breiten (IPCC 2001). Diese Ergebnisse stehen in Einklang mit dem bereits beobachteten starken Rückgang in der Ausdehnung und Mächtigkeit des arktischen Meereises (dto.).

Bereits an diesem Beispiel lassen sich die weitreichenden Konsequenzen dieser Änderung der Umgebungsfaktoren durchexerzieren. Die Temperaturerhöhung beeinflusst unmittelbar das biogeochemische System. Allerdings sind die Q_{10} -Faktoren, also die faktorielle Beschleunigung eines chemischen Prozesses bei einer Temperaturerhöhung um 10°C , der Primärproduktion ($1 < Q_{10} < 2$) und der Respiration ($Q_{10} = 2-3$) nicht gleich. Eine Temperaturerhöhung wirkt sich daher unterschiedlich stark aus und könnte zu einer Veränderung der Bilanz dieser beiden antagonistischen Vorgänge und in dessen Folge zu einer vertikalen Verschiebung der Remineralisierungshorizonte führen. Zugleich kommt es durch eine geänderte Süßwasserbilanz sowie lokale Veränderungen in der Eisbildung bzw. -schmelze in vielen Regionen zu einer Erniedrigung des Salzgehalts, was im Konzert mit der Temperatur eine verstärkte Stabilität der Wassersäule bewirkt. Dieses hat wiederum Einfluss auf die vertikale Durchmischung und den Eintrag und damit die Bereitstellung von essentiellen Pflanzennährstoffen wie Phosphat, Nitrat und Silikat in der Deckschicht des Ozeans. Zugleich erhöht sich die mittlere Verweildauer von Wasser im Bereich der Deckschicht. In Regionen unvollständiger Nährstoffzehrung (sogenannte HNLC-Gebiete – »High nutrient low chlorophyll« – wie etwa im Südpolarmeer) sollte es zu einer erhöhten Nutzungseffizienz der verfügbaren Nährstoffe kommen. All diesem können durch Verlagerung und Veränderung von Windregimen sowie durch über Trends in der Wolkenbedeckung hervorgerufene Änderungen in der solaren Einstrahlung Änderungen im atmosphärischen Antrieb des Oberflächenozeans überlagert sein.

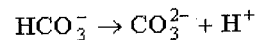
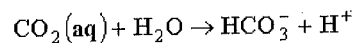
Der Rückgang der Eisbedeckung führt ebenfalls zu einer drastischen Veränderung des Lichtklimas betroffener Regionen. Zugleich werden zuvor überwiegend oder permanent eisbedeckte Gebiete einem aktiven Gasaustausch mit der Atmosphäre unterworfen, der auch die Quellen- bzw. Senkenfunktion für Treibhausgase beeinflusst.

Eisfloren und assoziierte Faunen (Stichwort: Krill) gehen regional verloren, neue ökologische Nischen werden geschaffen und von anderen Organismen besetzt. Biogeographische Provinzen werden schrumpfen oder sich ausdehnen. Ein wesentlicher chemischer Faktor, der weiter unten näher beleuchtet werden soll, ergibt sich aus dem Absinken des pH-Wertes in Folge der kontinuierlichen Aufnahme von anthropogenem CO_2 aus der Atmosphäre. Diese Ansäuerung des Oberflächenozeans ist zwar aufgrund der stark puffernden Eigenschaft des Meerwassers deutlich kleiner als in limnischen Systemen, hat aber dennoch potenziell erhebliche und vielfältige Auswirkungen, die von der Enzymaktivität, über den energetischen Aufwand zellulärer pH-Statisierung bis zum Kalzifizierungserfolg reicht.

Allein aus dieser nicht erschöpfenden Aufzählung von Veränderungen in den Rahmenbedingungen lässt sich die Komplexität des Problems erahnen. Einfache mechanistische Vorstellungen über die Auswirkung eines bestimmten Faktors können aufgrund der Überlagerung beobachteter und erwarteter Veränderungen völlig realitätsfern sein. Die Anpassungsfähigkeit von Organismen und Lebensgemeinschaften, ihre inhärenten Schwellenwerte und Abhängigkeiten sind weitgehend unbekannt, so dass unsere prognostischen Fähigkeiten angesichts der Komplexität der Systeme sehr begrenzt sind.

Beispiel: Der »saure Ozean«

Als konkretes Beispiel der möglichen Auswirkungen einer Veränderung im chemischen Milieu soll der Einfluss des pH-Wertes in Polargebieten diskutiert werden. Dazu müssen wir zunächst einen kurzen Blick auf das marine CO_2 -System (vgl. ZEEBE & WOLF-GLADROW 2001) werfen. Kohlendioxid löst sich wie alle Gase im Meerwasser. Warum also spricht man so hochtrabend vom »marinen CO_2 -System«? Nun, jede CO_2 -haltige Limonade gibt die Antwort – sie schmeckt sauer. Chemisch betrachtet verbirgt sich hinter dem sauren Geschmack die Reaktion von CO_2 mit Wasser unter der Bildung von Kohlensäure, einer zweibasigen Säure, die in zwei Stufen dissoziiert:



Neben physikalisch gelöstem CO_2 liegen im Meerwasser also auch die sich davon ableitenden Formen HCO_3^- (Hydrogenkarbonat), CO_3^{2-} (Karbonat) und H^+ vor. Die Konzentration der H^+ -Ionen, anders ausgedrückt: der pH-Wert, bestimmt dabei, in welchen Verhältnissen CO_2 , HCO_3^- und CO_3^{2-} vorliegen. Da der pH-Wert von Meerwasser etwa bei 7,8–8,4 liegt, hat HCO_3^- den größten Anteil (ca. 90%), gefolgt von CO_3^{2-} (ca. 10%). Das gelöste CO_2 selbst liegt bei einem Anteil von weniger als 1%. Die-

se Verhältnisse (auch Speziation genannt) sorgen dafür, dass Meerwasser außerordentlich gut gepuffert ist, sich sein pH-Wert bei Zufuhr von Säure oder Base also relativ wenig ändert. Damit unterscheidet sich Meerwasser deutlich von Süßwasser (Stichwort: saure Seen), dem ein solches Puffersystem fehlt. Wer im Meer lebt, muss sich also nicht auf größere pH-Schwankungen einstellen. Dennoch kommt es auch in einem gepufferten System wie dem Meerwasser durch die Aufnahme von anthropogenem CO_2 zu einer Erniedrigung des pH-Wertes, also zu einer Ansäuerung (Abb. 3.3-3). Diese beläuft sich seit der industriellen Revolution auf etwa 0,1 pH-Einheiten (CALDEIRA & WICKETT 2003). Im Verlauf des 21. Jahrhunderts könnte diese Erniedrigung auf bis zu 0,5 ansteigen (dto.), was nahezu einer Verdreifachung der H^+ -Konzentration entspräche. Eine derartige Veränderung im Säuremilieu wird nicht ohne Konsequenzen für biologische Systeme sein.

Eine zumindest im Ansatz verstandene derartige Konsequenz ergibt sich für die biologische Kalzifizierung. Die biogene Bildung von Kalk ist ein im marinen System weit verbreitetes Phänomen, das von Kalkalgen über Foraminiferen und Echinodermen bis zu Korallen und Mollusken reicht. Auch wenn die Funktion der gebildeten Kalkstrukturen nicht immer bekannt ist, wirkt das chemische Milieu des heutigen Oberflächenozeans für die Kalkabscheidung förderlich. Eine thermodynamische Betrachtung zeigt, dass moderne Oberflächenwässer bezüglich der beiden Kalkminerale Calcit (Kalkalgen, Foraminiferen) und Aragonit (Korallen, Pteropoden) je nach Region und Kalkmodifikation um den Faktor 2–6 übersättigt sind. Die Präzipitation von Kalk ist daher thermodynamisch begünstigt und findet lediglich aufgrund einer kinetischen Hemmung nicht spontan statt. Sie bedarf folglich der biologischen Initiation. Da während des Kalzifizierungsprozesses aufgrund von Verschiebungen im marinen CO_2 -System eine Erniedrigung des pH-Wertes erfolgt, verfügen kalzifi-

zierende Organismen vermutlich über kompensatorische Mechanismen der pH-Erhöhung. Die in sorgfältigen Laborversuchen nachgewiesenen negativen Effekte erhöhter CO_2 -Partialdrücke, d.h. erniedrigter pH-Werte, auf den Kalzifizierungserfolg von marinem Plankton (RIEBESELL et al. 2000; Abb. 3.3-4) könnten folglich auf den erhöhten Energieaufwand für diese pH-Kontrolle unter saureren Bedingungen zurückgeführt werden.

Da marine Organismen vermutlich über sehr unterschiedliche Mechanismen der Kalkabscheidung verfügen (z.B. intrazellulär vs. extrazellulär), dürfte der Einfluss eines geänderten pH-Milieus unterschiedlich gravierend sein. Inwieweit sich negative Effekte für einen Organismus ergeben, hängt sicherlich unmittelbar von der pH-Abhängigkeit seiner Kalzifizierungsmethode selbst ab, aber auch davon, welche Funktion die gebildeten Kalkstrukturen für ihn wahrnehmen, welche physiologischen oder ökologischen Nachteile ihm folglich aus einer Fehlfunktion erwachsen. Es ist offenkundig, dass hier noch gewaltige Wissenslücken klaffen. Über die Auswirkungen auf organismischer Ebene hinaus sind auch weitreichende Effekte für gesamte Lebensgemeinschaften und ihre biogeochemischen »Leistungen« (z.B. Exportproduktion) zu erwarten. So könnten unterschiedliche pH-Sensitivitäten zu Verschiebungen zwischen funktionellen Gruppen im Phytoplankton führen, die sich auf die Nettoaufnahme von atmosphärischem CO_2 auswirken. Auch über die vermutete Funktion von Kalk als mineralischer Ballast für den vertikalen Partikelfluss im Ozean (KLAAS & ARCHER 2002) kommt dem »rain ratio«, also dem Verhältnis von organischem und anorganischem Kohlenstoff im exportierten Material, eine wichtige Rolle zu.

All diese Auswirkungen werden in erster Näherung alle Bereiche des Weltozeans betreffen. In zweifacher Hinsicht sind jedoch polare Ökosysteme besonders betroffen. Dieses hat mit dem Chemismus des marinen CO_2 -Systems zu

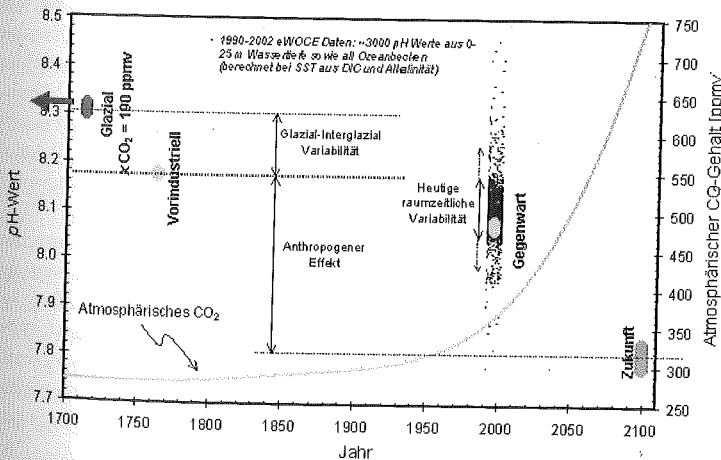


Abb. 3.3-3: Abschätzung der sich im Verlauf der 21. Jahrhunderts als Folge des erwarteten Anstiegs atmosphärischer CO_2 -Konzentrationen (helle Kurve, IS92A-Szenario; IPCC 2001) im Oberflächen-Meerwasser ($S = 35\text{‰}$, $0^\circ\text{C} < T < 30^\circ\text{C}$, Gesamtkalkinität $2.300\text{ }\mu\text{mol/kg}$) ergebende pH-Wert bei Annahme chemischen Gleichgewichtes mit der Atmosphäre (helle ovale Punkte). Ebenfalls dargestellt ist der im heutigen Ozean vorgefundene pH-Bereich.

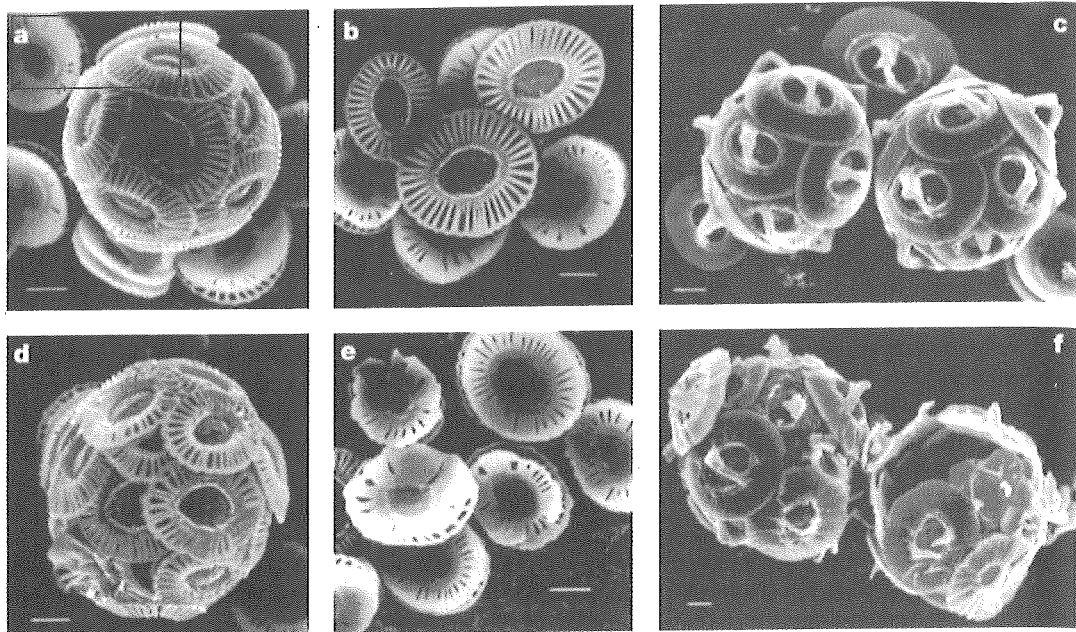


Abb. 3.3-4: Einfluss erhöhten CO_2 -Partialdrucks (pCO_2) und der damit einhergehenden pH-Erniedrigung auf den Kalzifizierungserfolg am Beispiel elektronenmikroskopischer Aufnahmen ausgewählter Kalkalgen, der sich sowohl in der Menge des gebildeten Kalks als auch der Funktionalität der Kalkstrukturen ausdrückt (Abbildung: U. Riebesell, IFM-GEOMAR, Kiel).

tun, der dafür sorgt, dass die Übersättigung bezüglich fester Kalkphasen bei niedrigen Temperaturen deutlich kleiner ist. Es sind daher die kalten Polarregionen (Südpolarmeer, subarktischer Pazifik), in denen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts die Sättigung von Aragonit unterschritten werden dürfte (ORR et al. 2005). Damit entstünden erstmals korrosive Bedingungen für Kalk im modernen Oberflächenozean, die nicht ohne Einfluss auf die biogene Bildung von Aragonit bleiben werden. Polare Ökosysteme sind davon in zweifacher Hinsicht betroffen. Zum einen werden die erst in den letzten Jahren in den Blickpunkt gerückten Kaltwasserkorallen (FREIWALD et al. 2004), die sich über große Tiefenbereiche und bis in hohe nördliche Breiten ausdehnen, als marine Aragonitproduzenten betroffen sein. Auch wenn über diese Ökosysteme und ihre pH-Sensitivität wenig bekannt ist, muss von ähnlich negativen Auswirkungen der Ansäuerung ausgegangen werden, wie sie für Warmwasserkorallen nachgewiesen wurde (GATUSO et al. 1999, KLEYPAS et al. 1999). Als zweite wichtige Gruppe von Aragonitproduzenten in hohen Breiten sind Pteropoden zu nennen, die im Bereich der Antarktischen Polarfront einen wesentlichen Anteil am Partikelexport stellen und darüber hinaus eine wichtige Funktion im Nahrungsnetz des Südpolarmeeres spielen und hier bisweilen sogar die dominierende Rolle des Krills übernehmen. Auch hier erlaubt unser lückenhaftes Wissen keine abschließende Beurteilung möglicher pH-Auswirkungen. Es steht aber zu befürchten, dass auch diese Organismengruppe in merkli-

cher, vielleicht dramatischer Weise von einer Ansäuerung des Meerwassers beeinträchtigt wird (ORR et al. 2005).

Schlussfolgerung

Dieser kleine Exkurs in die möglichen Konsequenzen eines »sauren Ozeans« belegt zumindest zweierlei: zum einen unser sehr begrenztes Verständnis der Sensitivität relevanter biogeochemischer Prozesse auf Veränderungen im Zuge des globalen Wandels und zum anderen die vielschichtigen und facettenreichen Muster denkbarer Reaktionen und Rückkopplungen mariner Ökosysteme auf diesen Wandel. Dabei stellt dieser Exkurs nur einen begrenzten Aspekt, nämlich den Einfluss des pH-Wertes auf die biologische Kalkabscheidung, dar. Weitere Einflüsse des pH-Wertes, etwa auf die Aktivität von Exoenzymen oder die Speziation und Mobilität von Makro- und Mikronährstoffen, ergänzen das Bild, das darüber hinaus natürlich durch die Vielzahl anderer vom globalen Wandel beeinflusster physikalischer, chemischer und biologischer Faktoren beliebig weiter ausgemalt werden kann.

Es bleibt mir abschließend nur zu resümieren, dass wir hinsichtlich eines ganzheitlichen Verständnisses der Reaktion der biologischen Systems im Ozean auf den globalen Wandel noch ganz am Anfang stehen und wichtige Entdeckungen und grundlegende methodische Fortschritte vor uns liegen – eine Aufgabe, der sich die internationale Meeresforschung des 21. Jahrhunderts mit Elan und langem Atem widmen sollte ♦